# UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

# INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# TECTÔNICA DEFORMADORA EM SINÉCLISES INTRACRATÔNICAS: A ORIGEM DO ALTO ESTRUTURAL DE PITANGA, BACIA DO PARANÁ, SP

Leonardo Ferreira da Silva de Siqueira

**Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini** 

# DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2011

# Resumo

Sinéclises intracrâtonicas são pouco deformadas em comparação a outros tipos de bacias sedimentares, sua arquitetura é caracterizada por unidades litoestratigráficas subhorizontais que podem ser acompanhadas por grandes distâncias sem alterações estruturais significativas. O tectonismo concentra-se em alguns locais, tais como zonas de falha e altos estruturais, onde ocorre toda sorte de estruturas geológicas predominatemente rúpteis.

Altos estruturais são locais interessantes para o estudo das sinéclises intracratônicas já que o basculamento de camadas propicia o afloramento de diversas unidades estratigráficas em áreas restritas, mas, sobretudo, são regiões propícias para o entendimento de sua evolução tectônica devido à abundância de estruturas aflorantes. Além disso, essas feições possuem grande importância econômica pois tradicionalmente são investigadas como potenciais armazenadores de hidrocarbonetos. Mais recentemente tem sido utilizadas na estocagem de gás combustível e tem-se avaliado seu potencial para armazenamento de gases do efeito estufa.

Na Bacia do Paraná existem diversos altos estruturais, dentre os quais destaca-se, por suas dimensões, o Alto Estrutural de Pitanga. Localizado na região centro-leste do Estado de São Paulo, é uma braquianticlinal alongada na direção NNE-SSW. Em mapa possui formato grosseiramente elíptico, atingindo cerca de 30 km de comprimento em seu eixo maior, de direção NNE-SSW, e até 15 km no eixo menor, de direção WNW-ESE. O presente trabalho buscou caracterizar em detalhe a geometria dessa braquianticlinal mediante a construção de um mapa de contorno estrutural, e analisar os principais estilos estruturais encontrados nessa região. Com isso, tentar elucidar qual regime tectônico e posição do campo de esforços foram responsáveis pela geração do alto estrutural.

Na área do Alto Estrutural de Pitanga foram encontrados evidências de regimes tectônicos compressivo, distensivo e transcorrente registrados em seis fases de deformação. Comparando-se a geomertria e orientação espacial da braquianticlinal bem caracterizada pelo mapa de contorno estrutural, e a orientação das estruturas e campo de esforços associados às diferentes fases de deformação, foi possível identificar o provável tectonismo que deu origem a esse alto estrutural, além de estimar a sua idade. Também foi possível avaliar o seu potencial como armadilha para o sistema petrolífero Irati-Pirambóia.

# Abstract

Intracratonic basins are slightly deformed compared to other types of sedimentary basins. The architecture of intracratonic basins are characterized by sub-horizontal stratigraphic units which may be followed by large distances without significant structural changes. Deformation is concentraded in specifc sites such as fault zones and structural highs.

Structural highs are interesting sites to study intracratonic basins since the tilting of layers provides the outcrop of different stratigraphic units in restricted areas, but most of all, they are conducive regions for the understanding of their tectonic evolution. Moreover, these features are traditionally investigated as potential traps of hydrocarbons. They have been used in the storage of fuel gas and, more recently, has evaluated its potential for storage of greenhouse gases.

In Paraná Basin there are several structural highs among which stands out for its dimensions the so called Pitanga Structural High . Located in the central-eastern part of São Paulo State, south east of Brazil, is a gentle NNE-SSW-oriented anticlinal fold. On the map, it has a roughly elliptical geometry, reaching approximately 30 and 15 km in length on its major NNE-SSW and minor WNW-ESE axis, respectively.

This study aimed to characterize, in detail, the Pitanga Structural High geometry by constructing a structural contour map, and to analyze the main structural styles found in this region to clarify what tectonic style and orientation of the stress field were responsible for the generation of this anticlinal.

There are varied structural styles found in the area of Pitanga Structural High, related to compressive, transcurrent, and extensional tectonic regimes of six distinct deformation phases. By comparing the spatial orientation and geometry of the anticlinal characterized by structural contour map, and orientation of structures and stress field associated to different stages of deformation, it was possible to identify the likely tectonism which led to this structural high and so estimate its age. It was also possible to evaluate its potential as a trap for the petroleum system Irati-Pirambóia.

# Agradecimentos

Agradeço e dedico este trabalho à minha Mãe Vera. Expresso meus sinceros agradecimentos ao Professor Claudio Riccomini pela orientação, ao Professor Renato Paes de Almeida e ao Professor Carlos Herique Grohmann pela ajuda na elaboração do mapa de contorno estrutural. Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica pelo apoio recebido. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de mestrado.

# Sumário

1-Considerações iniciais	1
2-Objetivos e justificativas	2
3-Localização e Vias de Acesso	2
4-Métodos	3
4.1-Mapa de contorno estrutural	6
4.2-Análise estrurural	5
5-Materiais	9
6-Revisão bibliográfica	9
6.1-Sinéclises intracratônicas	9
6.2-Bacias Norte-Americanas	12
6.3-Bacias Sul-Americanas	14
6.3.1-Bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba	15
6.4-Bacia do Oeste da Sibéria	16
6.5-Bacia de Paris	17
7-Origem e evolução das sinéclises intracratônicas	18
7.1-Mecanismos de subsidência	
7.2-Tectônica deformadora	20
8-Bacia do Paraná	21
8.1-Estratigrafia	23
8.2-Tectônica	25
9-Altos Estruturais	26
10-O Alto Estutural de Pitanga	26
10.1-Estratigrafia da região do Alto Estrutural de Pitanga	
10.2-Contorno Estrutural	
11-Estilos estruturais e evolução do campo de esforços tectônicos	
11.1-Tectônica sin-sedimentar do Permotríassico	
11.2-Tectônica distensiva associada ao magmatismo serra geral	37
11.3-Tectônica transcorrente	
11.31-Região do Vale do Rio Passa Cinco e Paraisolândia	
11.32-Reativação das estruturas da região de Paraisolândia	

11.4-Neotectônica	.44
12-Evolução tectônica	.48
13-A origem do Alto Estrutural de Pitanga	.49
14-O Alto Estrutural de Pitanga e o Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia	.51
15-Conclusões	.53
16-Referências	.55

# Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localização da área do Alto Estrutural de Pitanga3
Figura 2- Base de dados utilizada elaboração do mapa de contorno estrutural5
Figura 3- Critérios para caracterização da cinemática de falhas (Angelier 1994)6
Figura 4- Ilustração das estruturas secúndarias previstas pelo modelo de Riedel7
Figura 5- Modelo de Riedel ilustrando a elipse de deformação e as estruturas
secundárias8
Figura 6- Formato em planta e área total aproximada de 7 sinéclises intracratônicas10
Figura 7- Perfis geológicos de 7 sinéclises intracratônicas11
Figura 8-Bacias intracratônicas Norte-Americanas
Figura 9- Principais sinéclises intracratônicas fanerozóicas Sul-Americanas14
Figura 10- Localização da Bacia do Paraná22
Figura 11- Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná23
Figura 12- Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná24
Figura 13- Mapa geológico da Região do Alto Estrutural de Pitanga27
Figura 14- Mapa de Contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga
Figura 15- Contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga. Visada NE-SW32
Figura 16. Contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga. Visada NW-SE33
Figura 17-Diques clásticos da Formação Corumbataí34
Figura 18. (A) Estereograma polar indicando a orientação dos diques clásticos; (B)
Diagrama de rosetas indicando a orientação do eixo de esforço horizontal máximo35
Figura 19 Falha transcorrente destral em arenitos da Formação Pirambóia36
Figura 20- Falha transcorrente destral em arenitos da Formação Pirambóia com
terminação abrupta do plano de falha em um plano de acamadamento
Figura 21- Soleiras de diabasio na Formação Irati
Figura 22- Estrutura em flor em siltitos e arenitos da Formação Tatuí
Figura 23- A- Falha transcorrente sinistral; B- Falha oblíqua com componete normal; C-
Falhas transcorrentes destrais e sinistrais
Figura 24- Dobra não cilíndrica em siltitos da Fomação Tatuí
Figura 25- Estereogramas com pólos de flancos de dobras cônicas associadas a falhas
transcorrentes

Figura 26- Fratura com preenchimento mineral40
Figura 27- Pólos dos planos de fratura com preenchimento mineral41
Figura 28 (A) Estereograma representando falhas oblíquas e estrias de movimentação
predominantemente transcorrente; (B) Estereograma polar indicando flancos de dobra
não-cilíndrica; (C) Estereograma polar indicando a direção de fraturas com
preenchimento mineral41
Figura 29- Mapa com a representação das estruturas encontradas em perfil geológico
realizado nos arredores de Paraisolândia42
Figura 30- Mapa com a representação das estruturas com evidências de reativação
tectônica encontradas em perfil geológico realizado nos arredores de
Paraisolândia44
Figura 31- Falha inversa em siltitos da FormaçãoTatuí e depósitos de cascalho de
terraços fluvias de idade recente45
Figura 32- Conjugado de falhas inversas em siltito da Fm. Tatuí46
Figura 33- (A) Estereograma indicando a posição das falhas normais e estrias; (B)
Diagrama de rosetas com a orientação do esforço horizontal máximo ( $\sigma$ 2); (C)
Estereograma indicando a posição das falhas inversas e estrias; (D) Diagrama de rosetas
com a orientação do esforço horizontal máximo (σ1)46
Figura 34- Pólos dos planos de sistema de juntas de distensão que seccionam dolomitos
da Formação Assistência47
Figura 35- Síntese dos eventos deformacionais encontrados na região Alto Estrutural de
Pitanga48
Figura 36 (A e B)- Representação do modelo de geração do Alto Estrutural de
Pitanga
Figura 37- Quadro com a cronologia dos elementos do sistema petrolífero Irati-
Pirambóia e sua relação com a geração do Alto Estutural de Pitanga53

## 1-Considerações iniciais

Sinéclises intracratônicas são bacias sedimentares de grande extensão localizadas no interior dos continentes sobre áreas cratônicas relativamente estáveis. O termo sinéclise indica que são depressões com leves megulhos em direção ao seu centro. Possuem formato circular a oval em planta e sua geometria é caracterizada por uma alta razão área/espessura, ou seja, seus limites se estendem por grandes áreas da ordem de centenas de milhares a milhões de quilômetros quadrados enquanto seu depocentro atinge poucos quilômetros de profundidade.

Essa dissertação busca contribuir no entendimento da evolução tectônica da Bacia do Paraná, uma das maiores sinéclises intracratônicas de que se tem registro, que possui uma história complexa com diversos episódios de construção e deformação, abrangendo um lapso de tempo de cerca de 385 milhões de anos.

A Bacia do Paraná esta localizada na parte centro-sul da América do sul, com sua maior parte em território brasileiro, mas também atingindo Paraguai, Uruguai e Argentina. É uma feição geológica que se destaca nesse continente pois possui dimensões de cerca de 1,4 milhões de quilômetros quadrados e cerca de 6 quilômetros de espessura no seu depocentro (Milani 1997). Possui rochas paleozóicas e mesozóicas desde continentais a marinhas, registros glaciais do permocarbonifero, desertificação jurotriássica e intenso magmatismo ocorrido no Eocretáceo que deu origem a um dos maiores derrames basálticos do mundo.

Na Bacia do Paraná, assim como nas demais bacias intracratônicas, perturbações tectônicas são pouco frequentes, sua arquitetura é caracterizada por unidades litoestratigráficas horizontais ou com leves mergulhos, que podem ser acompanhadas por grandes distâncias sem alterações estruturais significativas. O tectonismo se concentra em locais como zonas de falhas e altos estruturais. O objeto de estudo dessa dissertação é o Alto Estrutural de Pitanga, localizado na região centro-leste do Estado de São Paulo, uma braquianticlinal com eixo maior de cerca de 30 km alongado na direção NNE-SSW e WNW-ESE e menor de 15 km na direção E-W. Essa feição geológica constitui um excelente local para o entendimento da evolução tectônica da bacia, pois registra diversas fases de deformação em bons afloramentos que permitem traçar uma cronologia de eventos.

## 2-Objetivos e Justificativas

O presente trabalho buscou caracterizar a geometria do Alto Estrutural de Pitanga mediante a construção de um mapa de contorno estrutural, bem como definir os principais estilos estruturais da região valendo-se da análise de estruturas em escala de afloramento e estudo de mapas geológicos. Com isso, tentar elucidar qual estilo tectônico e posição do campo de esforços foi responsável pela geração do Alto Estrutural de Pitanga, e quais estilos e esforços são anteriores a sua gênese ou posteriores causando a sua deformação.

Embora o Alto Estrutural de Pitanga tenha sido reconhecido em trabalhos geológicos desde a década de 1930, ele ainda não foi objeto de estudos voltados especificamente à definição de seu arranjo espacial. Pelo fato de ser bem exposta em decorrência da erosão, essa estrutura é um sítio favorável à compreensão da geometria e gênese desse tipo de feição e também local propício para o estabelecimento de modelos que podem ser utilizados como análogos para estruturas semelhantes em outras sinéclises intracratônicas, inclusive em subsuperfície.

O estudo dos altos estruturais é de grande relevância, pois além do caráter cientifico, no sentido de contribuir para a compreensão dos processos relacionados à tectônica deformadora da Bacia do Paraná, também possui um caráter econômico já que sinéclises intacratônicas são conhecidas mundialmente por serem detentoras de reservas de petróleo e gás. Esse potencial ainda não foi revelado na Bacia do Paraná. Altos estruturais são feições favoráves à acumulação de hidrocarbonetos e seu estudo é essencial na busca de prospectos para indústria petrolífera. Outra aplicação a ser explorada com o estudo do arcabouço estrutural dos altos da Bacia do Paraná é a possibilidade de estocagem de gases naturais ou do efeito estufa, em estruturas geológicas dessa natureza.

#### 3-Localização e vias de Acesso

A área de estudo é localizada no Estado de São Paulo entre os municípios de Rio Claro e Piracicaba. Também abrange os municipois de Ipeúna, Charqueada e Paraisolândia. Está inserida geomorfologicamente na Depressão Periférica Paulista, mais especificamente na Zona do Médio Tiête (Almeida 1964), entre as terras altas do Planalto Atlântico e as cristas das cuestas basáticas. O acesso à área pode ser realizado pela rodovia estatual SP-191, que liga o Município de Rio Claro à Ipeúna, pela SP-127 que liga Rio Claro à Piracicaba, ou pela SP-308 que liga Piracicaba ao Município de Charqueada. Existem numerosas vias secundárias não pavimentadas que se distribuem por toda a área de estudo (figura 1).



Figura 1- Mapa de localização da área do Alto Estrutural de Pitanga.

# 4-Métodos

Para realização desse trabalho foi feito uma análise preliminar de mapas geológicos da região, foram revistos o mapa de Andrade & Soares (1971) em escala 1:100.000 elaborado em projeto da Petrobras, e uma série de mapas criados na disciplina Mapeamento Sedimentar do Curso de Graduação em Geologia da Universidade de São Paulo. Foram levantadas informações sobre o arcabouço estrutural da região e dados litológicos e estruturais de detalhe. O estudo foi complementado com levantamentos de campo em áreas selecionadas.

#### 4.1-Mapa de contorno estrutural

Foi elaborado um mapa de contorno estrutural para o Alto Estrutural de Pitanga. A visualização do contorno dessa anticlinal permitiu reconhecer suas dimensões, posição espacial e delinear a sua geometria, além de detectar a existência de falhas que a secionam. Para a elaboração do mapa foi empregado o método dos três pontos (Suppe 1985, Mikhilov 1987, Davis & Reynolds 1996), técnica que consiste no mapeamento de uma camada guia de rochas de posição estratigrafica bem definida, de fácil reconhecimento e boa distribuição em área. A posição e cotas altimétricas de ocorrências pontuais dessa camada são lançados em cartas topográficas e mediante o emprego de geometria espacial simples, planos são reconstituídos pela triangulação de três pontos próximos. Uma vez conhecida a posição e cotas altimétricas dos três pontos, são traçadas curvas de mesma cota (curvas de contorno estrutural) de maneira semelhante a um mapa topográfico.

O horizonte guia utilizado na construção do mapa contorno estrutural foi a Camada Ibicatu (Hachiro 1991), que pode ser reconhecida por toda região de estudo. A Camada Ibicatu corresponde a um horizonte arenoso a conglomerático, geralmente fóssilífero, posicionado entre o topo da Formação Tatuí e base da Formação Irati. Essa camada possui espessura centimétrica, excepcionalmente atingindo a escala métrica (Assine 2003). Foram catalogados em campo cerca de 40 afloramentos desse horizonte, e também foram utilizadas informações obtidas em alguns poços perfurados na região para prospecção de petróleo, dolomitos e água subterrânea recuperados de Mezzalira (1971). Na ausência da camada Ibicatu em pontos chave foram utilizados afloramentos da Formação Irati a partir dos quais estimou-se a profundidade de sua base.

Para a reconstituição geométrica do Alto Estrutural de Pitanga foi preciso levar em conta a presença de falhas que deslocaram a camada guia de sua posição original. Para tanto foram utilizados os mapas geológicos com principais falhas da área. Observou-se que o arcabouço estrutural constitui um mosáico de blocos limitados por falhas. A posição e cotas altimétricas das ocorrências da Camadada Ibicatu e as falhas extraídas dos mapas geológicos foram lançados em uma carta topográfica 1:50.000, a partir da qual foi realizado o contorno estrutural individual para cada bloco limitado por falhas (figura 2).



Figura 2- Base de dados utilizada elaboração do mapa de contorno estrutural: Afloramentos da Camada Ibicatu ou correlatos (quadrados), sondagens (círculos); falhas mapeadas (traço contínuo), falhas inferidas (traço descontínuo).

#### 4.2-Análise estrutural

A análise estrutural consistiu basicamente na caracterização e hierarquização de estruturas geológicas em escala de afloramento. Na região do Alto Estrutural de Pitanga foram reconhecidas falhas, estrias em superfícies de falhas, dobras, juntas, fraturas com preenchimento mineral, diques de diábásio e diques clásticos. Os dados obtidos foram interpretados diretamente no campo ou com o auxílio de projeções estereográficas, e foram comparados com os mapas geológicos regionais.

Os principais critérios para a caracterização da cinemática das falhas foram deslocamento de marcadores estratigráficos, dobras de arrasto, além dos critérios sugeridos por Angelier (1994). Esses critérios são ilustrados na figura 3 por blocos representando falhas normais com as feições impressas no plano de falha.



Figura 3- Critérios para caracterização da cinemática de falhas segundo Angelier (1994). 1-Crescimento de minerais neoformados indicando o sentido de deslocamento. 2- Marcas de objetos tectônicos. 3- Falhas sintéticas (R) que formam ângulos entre 5° e 25° com o plano de falha principal. 4- Falhas antitéticas (R') que formam ângulos de cerca de 75° com o plano de falha principal. 5-Facetas polidas e rugosas orientadas perpendicularmente a direção de movimento. 6- *Tension Gashes* (fraturas T de Riedel) que formam ângulos entre 30° e 50° com o plano de falha principal e são perpendiculares as estrias. 7- Estilolítos em rochas carbonáticas. 8-Marcas parabólicas que geralmente possuem concavidade voltada para o sentido de movimento. 9-Vesicúlas de derrames basálticos deformadas.

Outro critério muito aplicado para feições relacionadas à tectônica transcorrente foi o reconhecimento das estruturas descritas pelo modelo de Riedel (1929). Tal modelo prevê a geração de um conjunto de falhas e feições secundárias em relação a uma zona de cisalhamento principal que são formadas de acordo com a progressão da deformação. Essas estruturas foram reconhecidas e caracterizadas através da aplicação de esforços de cisalhamento simples a blocos de rocha (Riedel 1929) e posteriormente em experimentos realizados em caixas de argila e caixas de areia. A relação espacial entre essas feições permite a identificação da cinemática do cisalhamento principal. Inicialmente são geradas falhas sintéticas (R) perfazendo angulo de cerca de 12° a 16° com a falha principal; posteriormente falhas antitéticas R', formando um ângulo de cerca de 78°. Estruturas P orientadas de forma simétrica à R formam um pequeno ângulo com o cisalhamento principal. No modelo experimental também são geradas no início da deformação as estruturas T (distensionais) que tendem a ser destruídas com o progresso da deformação, e estruturas Y paralelas ao binário transcorrente que são formadas no final do experimento, mediante altas taxa de deformação (figura 4).



Figura 4-Ilustração das estruturas secúndarias previstas pelo modelo de Riedel (1929) e suas relações com eixos de tensão principal em um binário transcorrente destral.

O modelo de Riedel ainda prevê a ocorrência de falhas normais, falhas inversas e dobras escalonadas (*en echelon*) como ilustrado na figura 5.



Figura 5- Modelo de Riedel (1929) ilustrando a elipse de deformação e as estruturas secundárias associadas a um binário transcorrrente destral (Modificado de Zalán 1986).

O reconhecimento em campo das estruturas previstas pelo modelo de Riedel, além de caracterizar a cinemática de falhas transcorrentes, permite inferir a ocorrência de movimentos laterais através da identificação isolada das estruturas secundárias.

Os principais critérios para reconhecimento da idade relativa das estruturas foram:

- relações geométricas de truncamento;
- truncamento entre diferentes conjuntos de estruturas;
- truncamento entre estruturas e formações de idade conhecida;
- associação com rochas magmáticas (principalmente diques de diabásio);
- evidências de tectônica sin-sedimentar; e,
- indicações de reativação tectônica como duas gerações de estrias em planos de falha e padrões de interferência em dobras.

Uma vez determinadas a distribuição espacial e cinemática das estruturas, é possível inferir o provável campo de esforços, ou seja, a posição dos eixos de tensão principais  $\sigma 1$ ,  $\sigma 2$  e  $\sigma 3$  atuantes durante a sua geração. Tal procedimento possibilita a correlação de conjuntos de estruturas geradas em um mesmo evento tectônico.

A partir dos estilos estruturais encontrados, hierarquização do conjunto de estruturas e definição da posição dos eixos de tensão de acordo com os critérios descritos acima, foi estabelecida uma cronologia de eventos. Essas observações permitiram traçar a evolução da orientação dos campos de esforços tectônicos ao longo do tempo geológico na região. A partir da comparação entre a geometria do Alto Estrutural de Pitanga e a posição dos eixos de tensão inferidos na análise das estruturas da região, foi possível indicar o provável campo de esforços tectônicos e quais estruturas estão associados a origem do Alto Estrutural de Pitanga, quais são anteriores a sua gênese e quais são posteriores e apenas o deformaram.

#### 5-Materiais

Para o desenvolvimento do trabalho foram utilizados equipamento de posicionamento global para localização dos afloramentos e bússola tipo Clar para medidas de atitudes estruturais. Os dados litológicos e estruturais foram plotados em cartas topográficas 1:10.000 para melhor precisão de cotas altimétricas e posteriormente em cartas topográficas 1:50.000, elaboradas pelo Instituto Geográfico e Geológico da Secretaria de Estado do Meio Ambiente do Estado de São Paulo.

Para construção do mapa de contorno foram utilizados o programa R2V® na vetorização do mapa de contorno e posteriomente o programa ARCGIS® para gerar imagens tridimensionais. No tratamento de dados estruturais foram empregados os programas Stereo Nett®, versão 2.46, e TRADE® instalados em microcomputadores do Laboratório de Tectônica de Bacias Sedimentares e Neotectônica do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

#### 6-Revisão bibliográfica

## 6.1-Sinéclises intracratônicas

Sinéclises intracratônicas são bacias sedimentares de grande extensão, assentadas sobre áreas cratônicas relativamente estáveis longe de limites de placas tectônicas. As sinéclises são caracterizadas por uma alta razão área/espessura, seus limites se estendem por áreas da ordem de centenas de milhares a milhões de quilômetros quadrados enquanto seus depocentros atingem poucos quilômetros em profundidade. São depressões com leves megulhos em direção ao seu centro e que, em planta, possuem formato circular a oval (figura 6). Uma analogia usada para descrição da geometria de seu perfil é o "formato de pires" (figura 7). Por vezes podem estar sobrepostas a antigas bacias *rifts*, característica não necessariamente presente em todas as bacias dessa categoria (Leighton & Kolata 1990).



Figura 6-. Formato em planta e área total aproximada de sete sinéclises intracratônicas: Bacia do Paraná (América do Sul); Bacias de Williston, Michigan e Illinois (América do Norte); Bacias Báltica e de Paris (Europa); Bacia de Carpentaria (Austrália). Estão indicados para cada bacia a área total aproximada em quilômetros quadrados e o posicionamento de uma seção geológica (A-B) apresentada na figura 7. Adaptado a partir de Leighton & Kolata (1990).



Figura 7- Perfis geológicos esquemáticos das sete sinéclises intracratônicas indicadas na figura 6. Adaptado a partir de Leighton & Kolata (1990).

Devido a sua grande duração no tempo geológico, a maioria das bacias intracratônicas experimentou grandes mudanças em sua paleolatitude e clima. Seu preenchimento possui rochas sedimentares desde continentais a marinhas formadas em sistemas deposicionais siliciclásticos, carbonáticos e evaporiticos. Por vezes há presença marcante de magmatismo basáltico (Einsele 2000).

Outra característica compartilhada por essas bacias é a existência de uma evolução policíclica com sucessivas fases de subsidência e soerguimento. Eventos tectônicos de grandes proporções são registrados na forma de discordâncias regionais, originadas pelo soerguimento generalizado da bacia acima do nível de base (Leighton & Kolata, 1990). Também é observada uma mudança de geometria da bacia ao longo do tempo,

acompanhada pela migração de depocentros e mudanças de estilos estruturais que definem sequências sedimentares particulares separadas por essas grandes dicordâncias. Sloss (1963), em trabalho clássico, caracterizou uma série de discordâncias regionais nas sinéclises intracratônicas da America do Norte. Posteriormente tentou extrapolar essas discordâncias para diversas sinéclises no mundo acreditando se tratar de eventos globais de idade definida (Sloss 1976). Estudos posteriores mostram que não é possível realizar correlações dessa natureza e que as discordâncias apresentam idades distintas em diferentes bacias e, portanto, devem corresponder a processos tectônicos mais locais (Klein 1991). Existe uma escassez de análogos atuais que possam auxiliar no entendimento da origem e evolução das bacias intracratônicas, a região tradicionalmente citada é a Bacia de *Hudson Bay* na América do Norte.

O item seguinte contem uma breve descrição da geologia de algumas bacias intracratônicas selecionadas e uma síntese das principais idéias a respeito de sua origem e evolução.

# **6.2-Bacias Norte-Americanas**

Na América do Norte são reconhecidas quatro bacias intracratônicas: as bacias de Illinois, Michigan, Williston e a Bacia de Hudson Bay (figura 8). São sinéclises de grande extensão, de formato grosseiramente oval em planta e espessuras variando entre 1800 m na Bacia de Hudson Bay até 6000 m na bacia de Illinois. O preenchimento sedimentar dessas sinéclises é bastante semelhante; basicamente corresponde a pacotes sedimentares paleozóicos a mesozóicos formados predominantemente por calcários, dolomitos, evaporitos e em menor quantidade folhelhos e arenitos. A bacia de Hudson Bay, citada como análogo atual para bacias intracratônicas é uma exceção, pois é de idade fanerozóíca com preenchimento sedimentar predominantemente siliciclástico.

Com base no estudo das bacias da America do Norte, Sloss (1963) desenvolveu seu trabalho sobre discordâncias regionais em bacias intracratônicas. O referido autor reconheceu discordâncias regionais que estão presentes nas quatro sinéclises norte-americanas e aparentemente estão relacionadas aos mesmos eventos tectônicos. Essas discordâncias limitam seis sequências sedimentares que foram denominadas pelo referido autor como: Sauk (590-488 Ma); Tippecanoe (488-401 Ma); Kasakaskia (401-330 Ma); Absaroka (330-186 Ma) Zuni (186-60 Ma) e Tejas (60 Ma ao presente).



Figura 8- Bacias intracratônicas Norte-Americanas. Extraído de Klein (1991).

Sotopostas às sinéclise de Illinois, Michigan e Williston há indicações da existência de bacias do tipo *rift*. Esta constatação deu origem a diversos modelos para geração de sinéclises, os quais evocam uma fase de subsidência mecânica causada pelo estiramento da litosfera durante a formação dos *rifts*, e posterior fase de subsidência termal. Essa seria provocada pelo resfriamento de material litosférico aquecido durante a fase *rift* que provocaria um contraste de densidade entre a região da bacia e áreas adjacentes, processo que seria responsavél pela instalação da sinéclise (Klein 1991, Klein 1995, Leighton & Kolata 1990).

Nas bacias de Illinois, Michigan e Williston, são encontradas estruturas deformacionias geradas por tectônica transcorrente como sistemas de falhas transcorrentes, dobras escalonadas, e estruturas "em flor". Essa deformação no interior do continente é relacionada às orogenias ocorridas na margem da placa Norte– Americana (Karner 1986, Ziegler 1987, entre outos).

As sinéclises intracratônicas norte-americanas são detentoras de jazidas de hidrocarbonetos. A Bacia de Williston configura uma das maiores províncias

petrolíferas da América do Norte. A produção na bacia de Illinois remonta ao fim século 19 (Leighton & Kolata 1990). A Bacia de Michigan também é produtora, entretanto em menor escala. Em muitos casos as estruturas geradas pela tectônica trancorrente geram armadilhas para os sistemas petrolíferos dessas bacias, como no caso da região produtora conhecida como *Albion-Scipio Trend*, relacionada a um sistema de falhas transcorrentes na Bacia de Michigan (Klein 1991).

# **6.3-Bacias Sul-Americanas**

Na América do Sul ocorrem grandes sinéclises intracratônicas que juntas perfazem uma enorme área de sedimentação de mais de 3.5 milhões de quilômetros quadrados (Milani 1997). Na porção norte do continente estão localizadas as bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba, e ao sul a Bacia do Paraná (figura 9). Esta, por se tratar do objeto de estudo dessa dissertação, será tratada em mais detalhe em um item específico.



Figuras 9- Principais sinéclises intracratônicas fanerozóicas da América do Sul. Adaptado a

partir de Milani (2004).

#### 6.3.1-Bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba

Situadas na região norte do Brasil, as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba são grandes sinéclises intracratônicas paleozóico-mesozóicas (figura 9). As bacias do Solimões e Amazonas são adjacentes e separadas por um alto estrutural denominado Arco de Purus. Em planta possuem um formato alongado na direção ENE-WSW. Somadas possuem uma área de cerca de 930.000 km<sup>2</sup> e atingem espessuras de 4000 m na Bacia do Solimões e até 6000 m na Bacia do Amazonas (Eiras *et al.* 1994).

O preenchimento sedimentar dessas bacias é bastante semelhante. Ocorrem depósitos continentais atribuídos à existência de um *rift* proterozóico, depósitos marinhos e transicionais paleozóicos, inclusive com evidêcias de glaciações neodevonianas (Bacia do Amazonas), neo-devonianas e carboníferas (Bacia dos Solimões) e depósitos de evaporitos no final do Carbonífero. Sedimentos continentais fluviais e lacustres são predominantes no Cretáceo. Outro elemento importante encontrado na Bacia do Solimões é a presença de magmatismo basáltico no Triássico e Jurássico, que deu origem a grandes soleiras e diques. Esse magmatismo parece ter sido o responsável pela maturação das rochas geradoras dos sistemas petrolíferos até então descobertos nessa bacia (Mello *et al.* 1994)

A Bacia do Solimões possui um alto estrutural conhecido como Arco de Carauari que a compartimenta em duas unidades: a Sub-bacia de Jandiatuba a oeste e Sub-bacia Juruá a leste. Esta sinéclise destaca-se por apresentar notável deformação jurocretácea associada à tectônica transpressional (Caputo *et al.* 1990), evento que deu origem a toda sorte de estruturas associadas à transcorrência, viabilizando a existência de armadilhas para jazidas de hidrocarbonetos. Esta é a única sinéclise brasileira que atualmente é produtora de petróleo.

Uma feição de grande importância é a estrutura conhecida como Megacisalhamento do Solimões, uma faixa de cisalhamentos que se estende por cerca de 1300 km, e corresponde a um típico sistema transcorrente. Apresenta um cisalhamento principal destral e estruturas secundárias associadas, como falhas transcorrentes, falhas inversas, dobras escalonadas e estruturas em flor, sendo que muitas dessas, sobretudo as dobras anticlinais, revelaram-se portadoras de hidrocarbonetos (Caputo *et al.* 1990). A tectônica transpressional da Bacia do Solimões é atribuída à esforços provocados a noroeste da Placa Sul-Americana, em decorrência da acresção de terrenos alóctones na região Andina, evento que teria se refletido no interior do continente (Caputo *et al.* 1990).

A Bacia do Parnaíba, localizada mais a leste, possui formado aproximadamente oval, com dimensões de cerca de 600.000 km<sup>2</sup> atingindo 3000 m de profundidade . (Eiras *et al.* 1994). Essa sinéclise é caracterizada por um preenchimento sedimentar predominantemente continental. Na sua base ocorrem depósitos atribuídos a um *rift* proterozóico, e também a um *rift* cambro- ordoviciano. Sobrepostos a esses ocorrem depósitos continentais e transicionais formados durante o Paleozóico e Mesozóico, com evidêcias de glaciações neo-ordovicina e eosiluriana, desertificação neopaleozóica e mesozóica incluindo depósitos continentais flúvio-lacustres. A Bacia do Parnaíba também possui vulcanismo basáltico na forma de diques e soleiras de idade jurássica e eocretácea (Góes &Feijó, 1994).

# 6.4-Bacia do Oeste da Sibéria

A Bacia do Oeste da Sibéria é uma enorme sinéclise intracratônica mesozóica que recobre uma área de cerca de 3,5 milhões de quilômetros quadrados da Rússia, se extentendo para "offshore" em sua porção norte. Possui formato grosseiramente elíptico em planta, cerca de 10-12 km de espessura no seu depocentro norte e cerca de 7-8 km na sua parte central (Einsele 2000). A bacia é preenchida por rochas mesozóicas e cenozóicas, desde continentais a marinhas. Entre o Permiano e Triássico foi formada uma grande província de basaltos que possui uma área de cerca de 5 x  $10^6$  km<sup>2</sup> (Vyssotsky 2006). Na região setentrional, abaixo da sinéclise, é descrita uma sequência sedimentar referente a uma bacia do tipo *rift*. Sua evolução é caracterizada por importante deformação transcorrente no Oligoceno, notadamente pela abundante presença de falhas transcorrentes (Vyssotsky *et al.* 2006).

A Bacia do Oeste da Sibéria é detentora das maiores reservas petrolíferas da Rússia, sendo considerada a bacia produtora de maior extensão no mundo. Tem grande importância, sobretudo na produção de gás que abastece o continente europeu. Possui centenas de campos petrolíferos, sendo que campos de óleo predominam na parte central e sul, e campos de gás são mais comuns ao norte, refletindo as condições de maturidade da rocha geradora nessas partes da bacia. A maioria das jazidas está alojada em reservatórios siliciclásticos associados a armadilhas estruturais geradas pela deformação transcorrente.

# 6.5-Bacia de Paris

A Bacia de Paris é um sinéclise intracratônica essencialmente mesozóica que ocupa grande parte do norte da França e se prolonga para noroeste abaixo do Canal Inglês. Possui formato semicircular, com aproximadamente 110.000 km<sup>2</sup> de área e cerca de 3000 m de espessura de sedimentos em sua parte central. Possui geometria de um grande *sag* com mergulhos regionais inferiores a 1º até 2º. Sotoposta ao *sag* ocorre um sistema de *rifts* atribuídos ao final do Carbonífero. As sua uinidades estratigráficas se distribuem de forma concêntrica, decrescendo em idade da borda para o centro (do Tríassico ao Cenozóico), distibuição que refle bordas erosivas criadas pelo soerquimento da parte externa da bacia durante eventos orogênicos ocorridos no Terciário (Perrodon & Zabek 1990).

A sedimentação da Bacia de Paris teve início no Permotriássico e é caracterizada predominantemente por depósitos marinhos. No Triássico ocorrem depósitos marinhos carbonáticos; o Jurássico é marcado pela predominância de folhelhos, inclusive folhelhos ricos em matéria orgânica que são rochas geradoras para sistemas petrolíferos, além de uma plataforma carbonática (Jurássico Médio). No Cretáceo possui depósitos predominatemete siliciclásticos marinhos, mas também continentais, além de rochas carbonáticas (Cretáceo Superior). Por fim, no Terciário foram depositados sedimentos continentais e marinhos carbonáticos e silisiclásticos (Perrodon & Zabek 1990).

A bacia passou por diversos eventos de deformação durante sua evolução que normalmente são associadas a orogenias ocorridas nas suas vizinhanças (Perrodon & Zabek 1990). Ocorrem fases distensionais e compressionaís, inclusive com a geração e recorrentes reativações de falhas em caráter transcorrente originando diversas estruturas secundárias, com destaque para dobras escalonadas. Também é registrada nessa sinéclise a reativação de antigas estruturas do embasamento, afetando a cobertura sedimentar (Brunet & Le Pichon 1982).

A Bacia de Paris possui dezenas de campos de petróleo em resevatórios tanto carbonáticos como siliciclásticos, do Triássico, Jurássico e Cretáceo Inferior. Em grande parte suas jazidas estão apriosinadas em estruturas geradas nas diversas fases de deformação sendo que dobras anticlinais suaves tem grande importância. Os maiores campos são encontrados na parte central da bacia (Perrodon & Zabek 1990).

#### 7-Origem e evolução das sinéclises intracratônicas

# 7.1-Mecanismos de subsidência

A gênese das grandes bacias intracratônicas é um assunto controverso, o modo como enormes áreas no interior dos continentes entram em subsidência ainda não é um assunto completamente entendido. Muitos mecanismos de geração têm sido propostos, dentre os mais citados são subsidência mecânica, subsidência termal e subsidência flexural. Eventos associados à orogênese na borda das placas tectônicas são mencionados como causadores de reativação de estruturas preexistentes, gerando subsidência e deformação nas sinéclises. Mais recentemente, processos envolvendo o manto profundo do planeta, como topografia dinâmica, também tem sido bastante debatidos.

A maioria dos modelos que tentam elucidar a origem das bacias intracratônicas utilizam mais de um mecanismo para explicar diferentes fases de subsidência. Portanto, os mecanismos citados não são mutuamente exclusivos e podem ser reconhecidos em diferentes períodos da evolução das bacias (Heine *et al.* 2008).

Diversos trabalhos realizados nas bacias da America do Norte (Klein 1991, 1995, Leighton & Kolata 1990) e na Bacia de Paris (Brunet & Le Pichon 1982), entre outos, referem-se à mecanismos cuja idéia básica para origem das bacias é o estiramento litosférico seguido de contração termal. Os modelos evocam uma de fase de subsidência mecânica que consiste na instalação de *rifts* precursores, e uma fase de subsidência termal provocada pelo resfriamento de partes da litosfera estirada e aquecida durante a fase mecânica. O resfriamento da litosfera provocaria um aumento progressivo de densidade, o contraste de densidade entre a área da bacia e regiões adjacentes seria ajustado por isostasía provocando subsidência e soerguimento. Este modelo é sujeito a críticas em relação a sua aplicação prática, como por exemplo, o hiato de 600 milhões de anos entre a fase *rift* e a sinéclise na Bacia de Michigan, que põe em cheque a continuidade de eventos (Klein 1991).

Também é proposta para algumas bacias intracratônicas uma fase de subsidência flexural, na qual o mecanismo de subsidência seria ativado pela formação de orógenos nas bordas das placas tectônicas. Esses orógenos provocariam uma sobrecarga e consequente subsidência no interior do continente. Esse mecanismo seria bem registrado nas bacias de Illinois e Michigan (Klein 1991) em decorrência da formação de orógenos colisionais na margem do continente norte-americano durante o Carbonífero. Além de subsidência, a tectônica na margem das placas também seria responsável por uma série de estruturas deformadoras de caráter transcorrente nessas bacias.

Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) propõem fases de subsidência flexural para a Bacia do Paraná. Esses autores tentam relacionar ciclos de subsidência a atividades compressionais durante orogenias paleozóicas na margem sul do Supercontinente Gondwana. Também é cogitada para a Bacia do Paraná a existência de uma fase de subsidência causada por reativação em caráter transtrativo de lineamentos antigos do embasamento (Milani 1997).

Outros trabalhos (Lithgow-Bertelloni & Gurnis 1997, Gurnis 2001, Heine *et al.* 2008) associam fases de subsidência nas bacias intracratônicas a processos ocorridos no interior do planeta, envolvendo convecção de matéria do manto. A idéia principal de mecanismos dessa natureza consiste no posicionamento dos continentes sobre regiões quentes do manto em ascenção e regiões frias descendentes. Isso causaria soerguimento ou subsidência na superfície do planeta pelo efeito denominado de topografia dinâmica. Portanto, a subsidência ocorreria quando áreas cratônicas estão posicionadas sob locais de topografia dinâmica negativa, ou seja, regiões descendentes do manto. Este mecanismo também tem sido proposto para uma fase de subsidência ocorrida na Bacia do Paraná, próximo ao limite Carbonífero-Permiano (Pysklywec & Quintas 2000). A geração de espaço e consequente deposição de cerca de 2,5 km de sedimentos nesse intervalo de tempo da evolução da Bacia do Paraná seria uma resposta a eventos de subducção ocorridos na margem do Supercontinete Gondwana. A subsidência seria provocada pela resposta dinâmica da litosfera ao fluxo descendente do manto associado a subducção, provocando topografia dinâmica negativa.

19

# 7.2-Tectônica deformadora

Bacias intracrâtonicas geralmente são pouco deformadas em comparação a outros tipos de bacias sedimentares. Sua arquitetura é caracterizada por unidades litoestratigráficas sub-horizontais que podem ser acompanhadas por grandes distâncias sem alterações estruturais significativas. O tectonismo se concentra em zonas de falhas e altos estruturais tais como anticlinais, estruturas domicas, *horsts* e estruturas em flor. Nessas regiões se concentram falhas, dobras, fraturas, basculamento de camadas e toda sorte de estruturas geológicas predominantemente rúpteis.

A presença de estruturas relacionadas à tectônica transcorrente é bastente marcante em várias bacias intracratônicas. Na bacia de Illinois e Michigan são encontradas diversas falhas transcorrentes e uma grande variedade de estruturas secundárias. Em escala de afloramentos e em maior escala nas secções sísmicas foram registradas a existência de estruturas "em flor" positivas e falhas inversas, indicando a existência de transpressão em alguns segmentos. Nessas bacias as estruturas geradas pela transpressão geram condições para armazenamento de campos de petróleo e gás (Harding 1985, Harding *et al.* 1985, Nelson 1991, Marshak *et al.* 2003). Na Bacia do Solimões são encontrados sistemas de falhas transcorrentes, anticlinais escalonadas, falhas inversas e estruturas secundárias que também viabilizam o "trapeamento" de hidrocarbonetos (Caputo *et al.* 1990).

A evolução da Bacia do Oeste da Sibéria também é caracterizada por uma deformação transpressiva e compressiva muito marcante que afetou grande parte da sinéclise (Vyssotski *et al.* 2006). Essa deformação, tardia na evolução da bacia, promoveu a criação e reativação de falhas inversas, falhas transcorrentes, estruturas em flor positivas e soerguimento de grandes anticlinais, muitas delas associadas a blocos falhados do embasamento. Essa deformação gerou estruturas que possuem mergulhos suaves, não excedendo poucos graus, que são responsáveis por grandes acumulações de hidrocarbonetos. A Bacia de Paris também é marcada pela geração e recorrentes reativações de falhas com caráter transcorrente, originando diversas estruturas secundárias, com destaque para dobras *en echelon* (Perrodon & Zabek 1990)

Ziegler *et al.* (1998) concluiram que muitos processos podem ser responsáveis pela geração de esforços no interior dos continentes, mas os esforços decorrentes da atividade tectônica nas bordas das placas e consequente propagação das tensões por grandes distâncias devem ser responsabilizados pela deformação compressiva e

transpressiva mais significativa nas áreas cratônicas. A capacidade de propagação das tensões a grandes distâncias é um ponto crítico na discussão da deformação das sinéclises, questão esta, polêmica em diversos trabalhos. A grande distância entre orógenos e áreas cratônicas supostamente por eles influenciadas impede a correlação entre os eventos. Segundo estimativas de Ziegler *et al.* (1995, 1998) essa transmissão de esforços não é mais efetiva em distâncias superiores a 1600 quilômetros.

Reativações de antigas estruturas, sobretudo do embasamento pré-cambriano, são relatadas em diferentes sinéclises (Riccomini 1995, Rostirolla 2000). São decritas sucessivas movimentaçãos que se refletem em diferentes padrões de deformação na cobertura sedimentar das sinéclises. Essa tectônica ressurgente também estaria associada à transmissão de esforços ocorrida na borda das placas.

Soares (1974) chama a atenção para a possibilidade de geração de esforços compressionais durante a subsidência da bacia, causando a sua deformação, sem necessariamente haver uma correlação com esforços tectônicos gerados nas bordas das placas. O referido autor defende que idealmente a superfície inicial do embasamento de uma grande sinéclise ocupa uma porção esférica do planeta e, portanto, apresenta geometria convexa. Durante sua subsidência essa superfície necessariamente deve sofrer uma redução, pois, segundo o autor, o arco tenderia a corda. Essa redução da superfície seria capaz de gerar esforços compressionais principalmente na partes centrais da região subsidente. Soares (1974) tentou explicar a origem dos altos estruturais da borda leste da Bacia do Paraná com base nesse modelo.

#### 8-Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica localizada na parte centro sul da América do Sul e se destaca por suas grandes dimensões. Recobre parte do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, totalizando uma área de aproximadamente 1,4 milhões de quilômetros quadrados (Zalán *et al.* 1987, Milani 1997). A bacia atual é remanescente de uma área ainda maior, pois é delimitada por bordas erosivas (figura 10). Tem formato ovalizado, alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente1750 km de comprimento e largura média de 900 km.



Figura 10- Localização da Bacia do Paraná.

Seu preenchimento sedimentar é constituido por rochas paleozóicas desde continentais a marinhas que registram, inclusive, períodos glaciais no Permo-Carbonífero. Durante o Mesozóico passou por um processo de desertificação que deu origem a espessos pacotes de arenitos eólicos. Também chama atenção pelo imenso magmatismo ocorrido no Eocretáceo, que constitui uma das maiores derrames basálticos do mundo, possuindo aproximadamente 1300 m de espessura, os quais, somados as soleiras de diabásio chegam até a 2000 m de rochas ígneas (Zalán *et al.* 1987). Os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas somados ultrapassam 6000 m (figura 11). Milani (1997, 2004) cogitam a existência de um sistema de *rifts* precursores de direção NE-SW, sotoposto à bacia.

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DO PARANÁ



Figura 11- Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná. Modificado de Raffaelli *et al.* (1996), em Milani & Zalán (1998).

# 8.1-Estratigrafia

A grande área de sedimentação paleozóica e mesozóica sobre crosta continental da Bacia do Paraná teve seus primeiros registros no Neo-Ordoviciano e se encerrou no Eocretáceo, com a instalação do magmatismo Serra Geral e abertura do Oceano Atlântico Sul. Esse intervalo corresponde a um lapso de tempo de cerca de 385 milhões de anos. Durante o Neocretáceo voltou a configurar uma região subsidente com a deposição dos arenitos fluvio-eólicos do Grupo Bauru (Soares *et al.* 1978, Milani & Ramos 1998).

O espesso pacote sedimentar da Bacia do Paraná não corresponde a um registro continuo. Possui uma série de discordâncias regionais que abrangem grandes intervalos de tempo. Milani (1997), aplicando os conceitos de Vail (1977), dividiu o preenchimento da bacia em um conjunto de seis supersequências limitadas por discordâncias regionais. As discordâncias representariam grandes períodos de erosão e pausa na sedimentação. São elas as supersequencias Rio Avai, Paraná e Gondwana 1, que correspondem a ciclos regressivos e trangressivos paleozóicos, e as supersequências Gondwana 2, Gondwana 3 e Bauru, que consistem em unidades mesozóicas continentais com importante comtribuição de rochas ígneas (figura 12).



Figura 12- Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a distribuição das supersequências sedimentares definidas por Milani (1997), e mapa de contorno estrutural do embasamento. Extraído de Milani (2004).

# 8.2-Tectônica

Quanto ao arcabouço tectônico, a Bacia do Paraná é marcada pela presença de grandes lineamentos estruturais que se orientam nas direções preferenciais NW-SE, NE-SW e E-W (Zalán *et al.* 1987, Rostirolla *et al.* 2003). Essas feições estão associadas a reativações de estruturas herdadas do embasamento, fenômeno recorrente durante a evolução da bacia (Milani 1987, Rostirolla *et al.* 2003)

As direções NW-SE e NE-SW podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falha da ordem de centenas de quilômetros de extensão e de poucas dezenas de quilômetros de largura, e se associam a estruturas em flor, dobras escalonadas, falhas inversas e falhas normais. Durante o Eocretáceo os lineamentos de direção NW-SE foram reativadas e condicionaram o alojamento de diques de diabásio e outros corpos ígneos associados ao magmatismo Serra Geral, enquanto as falhas de orientação NE teriam permanecido inativas (Milani 1987). Paralelas à direção NW-SE, também são reconhecidas falhas transcorrentes e importantes feições tectônicas regionais como o Arco de Ponta Grossa, uma feição positiva que manifesta tendência de soergiumento desde o Paleozóico, principalmente durante o magmatísmo Serra Geral, onde alojou enxames de diques (Almeida 1969). Os lineamentos de direção NE são reconhecidos no embasamento adjacente e também registram movimentações transcorrentes (Zalán 1987).

Outros elementos que merecem destaque na Bacia do Paraná são os altos estruturais que por vezes também estão associados aos grandes lineamentos estruturais. Algumas dessas feições parecem ser resultadas de sucessivas reativações dos lineamentos. A movimentação dessas paleoestruturas, sobretudo em caráter transcorrente, é transmitida à cobertura sedimentar causando a sua estruturação (Zalán *et al.* 1987, Riccomini 1995, Rostirolla *et al.* 2000). Essa tectônica ressurgente normalmente é creditada a esforços advindos das bordas da placa Sul-Americana, contemporâneos à evolução da bacia (Rostirolla *et al.* 2003).

# 9-Altos estruturais

Alto estrutural é um termo genérico associado a diferentes elementos como anticlinais, estruturas dômicas, *horsts* e estruturas em flor. Essa termilonogia é bastante empregada em bacias sedimentares e na geologia do petróleo, pois tradicionalmente a prospecção petrolífera é baseada na busca dessas estruturas que são focalizadoras de hidrocarbonetos. Outra aplicação a ser explorada com o estudo do arcabouço dos altos estruturais é a possibilidade de estocagem de gases combustivés e mais recentemente tem-se avaliado seu potencial para armazenamento de gases do efeito estufa.

Na Bacia do Paraná existem diversos altos estruturais que são tema de vários trabalhos. Grande parte das idéias e modelos mais atuais que tentam elucidar a origem dessas estruturas busca associa-lás à movimentações em antigos lineamentos do embasamento pré-cambriano, como é o caso dos altos estuturais de Pitanga, de Jacu e Carlota Prenz (Riccomini 1995); Artemis e Pau D' Alho (Souza 2002); Jibóia (Souza 2002, Batista *et al.* 2002), no Estado de São Paulo; Alto de Quatiguá, no Paraná (Rostirolla *et al.* 2000); e Alto de Lages, em Santa Catarina (Almeida 1983). Outros altos estruturais parecem ter sido originados por diferentes mecanismos, como intrusão de rochas ígneas, sobretudo alcalinas, como no caso do Alto de Lages, em Santa Catarina (Roldan 2007), e impactos de meteoritos como nos Altos de Vargeão em Santa Catarina, Serro do Jarau no Rio Grande do Sul e Piratininga em São Paulo (Hachiro *et al.*1994).

#### **10-O Alto Estutural de Pitanga**

O Alto Estrutural de Pitanga é uma braquianticlinal com eixo maior orientado na direção NNE-SSW e eixo menor orientado na direção WNW-ESE. Essa geometria corresponde a uma dobra anticlinal suave com segmento central cilíndrico e extremidades cônicas, com razão eixo maior/eixo menor de proximadamente 2:1. Em mapa a estrutura possui formato aproximadamente elíptico, atingindo cerca de 30 km de comprimento em seu maior prolongamento na direção NNE-SSW e até 15 km no maior prolongamento de direção WNW-ESE. O leve mergulho das camadas sedimentares aliado à denudação da estrutura permite que em um local espacialmente restrito aflorem diversas unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná. A partir do centro e em direção as margens da estrutura afloram: arenitos, lamitos e diamictitos glacias do Grupo Itararé; arenitos e lamitos da Formação Tatuí; siltitos, lamitos, calcários e dolomitos da

Formação Irati; arenitos e lamitos da Formação Corumbataí; e arenitos fluviais e eólicos da Formação Pirambóia. Na área do Anticlinal de Pitanga também ocorrem diques e soleiras de diabásio relacionados ao magmatismo da Formação Serra Geral e depósitos arenosos cenozóicos da Formação Rio Claro (figura 13).



Figura 13- Mapa geológico da Região do Alto Estrutural de Pitanga. (Adaptado a partir de Andrade & Soares 1971).

# 10.1-Estratigrafia da região do Alto Estrutural de Pitanga

O Grupo Itararé compreende arenitos argilosos, desde muito finos a conglomeráticos, diamictitos, siltitos, folhelhos e ritmitos de idade permocarbonífera. São relacionados à ambiente glacial e periglacial (Rocha Campos 1981). A Formação Tatuí é uma unidade pós-glacial de idade eopermiana, caracterizada em sua porção inferior por siltitos marrom arroxeados e localmente arenitos finos e camadas delgadas de calcário cinza arroxeado (Soares 1972). A sua porção superior é formada por siltitos cinza esverdeados e intercalações de arenito fino maciço com pequenas concreções calcárias (Soares 1972).

Posicionado entre as formações Tatuí e Taquaral ocorre o Conglomerado Ibicatu, também conhecido como camada Ibicatu, que corersponde a camada guia utilizada para a realização do mapa de contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga. O Conglomerado Ibicatu, na área de estudo, aflora de forma bem distribuída e persistente, raramente ultrapassando 1 m de espessura. Regionalmente inclui arenitos maciços conglomeráticos a conglomerados que contêm clastos de silexito e bioclastos como dentes e restos de barbatanas de tubarão, além de bivalves (Assine 2003).

O Conglomerado Ibicatu é associado a depósitos de leques aluvias costeiros formados em um trato de sistemas de mar alto (Stevaux *et al.* 1986). São descritas variações laterais de fácies tais como: arenitos conglomeráticos, arenitos finos com vênulas e concreções de calcita (horizontes pedogenéticos tipo calcrete), arenitos finos com estratificação cruzada truncada por onda, além de ocorrências de trípoli (sílica microcristalina). Essas variações são atribuídas a depósitos fluviais relacionados a deltas entrelaçados (Riccomini *et al.* 1997). Outra intrepretação considera que o Conglomerado Ibicatu corresponde a depósitos residuais (*lags*) gerados durante uma trangressão marinha, com o retrabalhamento de leques aluviais costeiros pela ação das ondas. Esse processo removeria a fração mais fina e concentraria os sedimentos mais grossos (Assine 2003).

A Formação Irati, de idade neopermiana, é subdividida nos membros Taquaral e Assistência (Schneider 1974). O Membro Taquaral, posicionado na base da formação, é composto por siltitos cinza, argilitos e folhelhos cinza escuro formados em ambiente marinho, talvez representando um ponto de máxima transgressão. O Membro Assistência, superior, compreende intercalações de folhelhos cinza escuro e folhelhos

28

pretos pirobetuminosos associados a bancos lenticulares de calcário dolomítico ou dolomito e camadas de sílexito (Schneider 1974). Hachiro *et al.* (1993) propõem uma nova hieraquia para esse intervalo, na qual a Formação Irati seria classificada como Subgrupo Irati que incluiria as formações Taquaral e Assistência. Essas rochas foram depositadas em condições de águas rasas, em um mar epicontinetal com alta salinidade e taxa de evaporação elevada, no qual as camadas de silexito representariam provável substituição de evaporitos (Hachiro 1991).

A Formação Corumbataí, neopermiana a possivelmente eotriássica, é constituída predominantemente por siltitos de coloração arroxeada e intercalações de arenitos muito finos atribuídos a ambiente marinho raso a planície de maré. A Formação Pirambóia é caracterizada por arenitos avermelhados de granulação fina a média, com estratificação cruzada planar ou acanalada de grande porte e intercalações de lamitos arenosos. Essas rochas foram depositadas durante o Triássico em ambiente desértico, compreendendo depósitos de dunas eólicas, interdunas e lençóis de areia entremeados por depósitos fluviais (Assine & Soares 1995).

Na região ainda ocorrem rochas vulcânicas relacionadas ao magmatismo toleítico eocretáceo da Formação Serra Geral sob a forma de diques que seccionam as diferentes unidades, ou de soleiras, estas alojadas preferencialmente no Membro Assistência ou no contato deste com o Membro Taquaral. Recobrindo as unidades anteriores ocorre a Formação Rio Claro, constituída por depósitos cenozóicos arenosos mal consolidados, incluindo lentes de argila e níveis conglomeráticos (Melo 1995).

# 10.2-Contorno estrutural

O mapa de contorno estrutural construído empregando-se como referência o Conglomerado Ibicatu permitiu delinear a geometria de braquianticlinal para o Alto Estrutural de Pitanga. O método dos três pontos permitiu a confirmação do traço de diversas falhas já mapeadas por Andrade & Soares (1971) e possibilitou o reconhecimento de outras, devido ao desnível de vários metros entre as ocorrências da camada guia em uma curta distância.

Os resultados obtidos indicam que a estrutura, observada ao nível estratigráfico do Conglomerado Ibicatu, é uma braquianticlinal suave onde as camadas sedimentares apresentaram mergulhos de poucos minutos podendo atingir alguns graus em locais próximos à falhas (figuras 14, 15 e 16). O Alto Estrutural de Pitanga é dividido em dois grandes blocos por uma zona de falha de direção NW-SE; o bloco ao norte da zona de falha representa a lapa (bloco baixo) e o bloco a sul a capa (bloco alto). Os blocos corresponderiam a dois altos estruturais, ambos com fechamento de cerca de 60 m de altura do ponto mais baixo ao ápice da estrutura, deslocados entre eles por um rejeito relativo de cerca de 80 m.

No interior da zona de falha principal e no flanco oeste do anticlinal nota-se a presença de diversos blocos de pequena dimensão limitados por falhas. Provavelmente existam outros mais, que não podem ser delimitados por não estarem ao alcance da resolução do método dos três pontos. Já o flanco leste é pouco perturbado pela tectônica e apresenta geometria mais regular, exceto na sua porção central, onde é seccionado pela zona de falha principal. Uma particularidade dessa região é que a inflexão das curvas de contorno estrutural indica uma depressão, interpretada como deformação causada pela presença de uma soleira de diabásio.



Figura 14. Mapa de contorno estrutural do Alto Estrutural de Pitanga.



Figura 15- Contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga. Visada NE-SW. As falhas são indicadas pelas superfícies acinzentadas.



Figura 16. Contorno estrutural do Anticlinal de Pitanga. Visada NW-SE. As falhas são indicadas pelas superfícies acinzentadas.

### 11-Estilos estruturais e evolução do campo de esforços tectônicos

Na região do Alto Estrutural de Pitanga são encontrados estilos estruturais variados, relacionados a regimes tectônicos compressivo, distensivo e transcorrente. Esses diferentes estilos demonstram que ao longo do tempo geológico houve mudanças nas características e orientações dos campos de esforços tectônicos que foram responsáveis por diversas fases de deformação. Nos itens a seguir serão descritas e hierarquizados os diferentes eventos tectônicos registrados na área do Alto Estrutural de Pitanga.

#### 11.1-Tectônica sin-sedimentar do Permotríassico

A deformação mais antiga encontrada na região do Alto Estrutural de Pitanga são fraturas preenchidas por diques clásticos (figura 3). Essas feições são interpretadas como sismitos (Riccomini *et al.* 1992, Turra 2009), assim, sua origem estaria relacionada à fluidificação de areia ainda inconsolidada que posteriormente é injetada na forma de diques em rochas sobrejacentes. Essas estruturas indicam a ocorrência de antigos terremotos penecontemporâneos à sedimentação da Formação Corumbataí e, portanto, podem ser atribuídas ao Neopermiano.



Figura 17- Diques de arenito (diques clásticos) em meio à lamitos da Formação Corumbataí. Afloramento localizado próximo ao município de Charqueada (coordenadas 221000 E 7500200 N, zona 23K). Fotografia: Claudio Riccomini.

A partir dos diques clásticosé possível obter-se com exatidão a posição do eixo de tensão principal mínima  $\sigma$ 3. Já os eixos de tensão principal máxima  $\sigma$ 1 e intermediaria  $\sigma$ 2 são sujeitos a interpretações a depender do regime tectônico em que as estruturas se formaram. Os diques clásticos se orientam preferencialmente na direção NE-SW (figura 5-A). Dessa maneira, o eixo de tensão principal mínima  $\sigma$ 3 é horizontal, na direção NW-SE. O esforço horizontal máximo,  $\sigma$ 1, se o regime for compressivo ou transcorrente ou  $\sigma$ 2 se o regime for distensivo, se orienta na direção NE-SW (figura 5-B).



Figura 18- (A) Estereograma polar indicando a orientação dos diques clásticos; (B) Diagrama de rosetas indicando a orientação do eixo de esforço horizontal máximo.

Em afloramentos de arenitos eólicos da Formação Pirambóia, localizados na região dos municípios de Ipeúna e Charqueada, são encontradas estruturas em flor e falhas transcorrentes destrais. Algumas dessas falhas terminam de forma abrupta em camadas de arenito com estratificação contorcida gerada por fluidificação de areia inconsolidada (figuras 18 e 19). Essas feições também foram interpretadas como sismitos penecontemporâneos à sedimentação da Formação Pirambóia, portanto de idade eotriássica (Chamami *et al.* 1992).



Figura 19-. Falha transcorrente destral em arenitos da Formação Pirambóia. Foto: Claudio Riccomini.



Figura 20- Falha transcorrente destral em arenitos da Formação Pirambóia. Notar na parte superior da figura a terminação abrupta do plano de falha em um plano de acamadamento. Foto Claudio Riccomini.

Segundo Riccomini (1995) e Turra (2009), os sismitos encontrados na Formação Corumbataí e na Formação Pirambóia foram gerados em um mesmo cenário paleogeográfico do Permotriássico. Nessa concepção, a orientação do campo de esforços teria permanecido o mesmo durante esse lapso de tempo, com esforço horizontal máximo  $\sigma$ 1 na direção NE-SW e esforço horizontal mínimo  $\sigma$ 3 na direção NW-SE.

# 11.2-Tectônica distensiva associada ao magmatismo Serra Geral

No Alto Estrutural de Pitanga, assim como em grande parte desse setor da Bacia do Paraná, ocorrem manifestações de tectônica distensiva associada ao magmatismo Serra Geral, do início do Cretáceo. Na área ocorrem soleiras que intrudem preferencialmente a Formação Irati (figura 20) e diques de diabásio que seccionam diversas formações. Os diques possuem orientação preferencial NW-SE, que indica eixo de tensão principal mínima  $\sigma$ 3 horizontal, na direção NE-SW, e esforço horizontal máximo na direção NW-SE.



Figura 21- Soleiras de diabasio na Formação Irati.

# 11.3-Tectônica transcorrente

# 11.31-Região do Vale do Rio Passa Cinco e Paraisolândia

No Anticlinal de Pitanga há registros de pelo menos dois eventos deformacionais em regime transcorrente. O primeiro está muito bem registrado em afloramentos no Vale do Rio Passa Cinco, nos arredores da Cidade de Ipeúna. Um perfil geológico de direção NE-SW (coordenadas 7517200N, 222600E, zona 23K) expõe diversas estruturas relacionadas à tectônica trascorrente.

Nesse perfil ocorrem falhas transcorrentes sinistrais de direção NNW que dão origem a uma estrutura em flor (figura. 21).



Figura 22- Estrutura em flor em siltitos e arenitos da Formação Tatuí. Foto: Claudio de Riccomini.

Ocorrem falhas transcorrentes sinistrais de direção NNW-SSE (figura 22) e dobras cônicas escalonadas associadas à transcorrência.



Α

Figura 23- Falhas indicadas pelos círculos máximos, setas indicando a orientação das estrias. A-Falha transcorrente sinistral; B- Falha oblíqua com componete normal; C-Falhas transcorrentes destrais e sinistrais.

As dobras encontradas nessa região são de escala decimétrica, seus eixos se orientam nas direções NE-SW a N-S, com ângulos inferiores a 20° em relação às falhas (figura 23 e 24).



Figura 24- Dobra não-cilíndrica em siltitos da Fomação Tatuí.



Figura 25- Estereogramas com pólos de flancos de dobras cônicas associadas a falhas transcorrentes. Os perfis das dobras estão indicados pelos pólos destacados pelos círculos máximos. Os eixos são indicados pelos pólos perpendiculares aos círculos máximos.

Nesse local também ocorrem fraturas de direção NW-SE preenchidas por cristais de calcita acicular (localmente substituída por quartzo) ortogonais às paredes (figura 25 e 26). A orientação das acículas de calcita indica o eixo de tensão principal mínimo,  $\sigma$ 3, na direção NNE-SSW a NE-SW.



Figura 26- Fratura com preenchimento mineral, no caso quartzo provavelmente substituindo calcita.



Figura 27- Pólos dos planos de fratura preenchidos por calcita acicular em sititos da Formação Corumbataí.

O conjunto de estruturas encontradas nesse perfil geológico no vale do Rio Passa Cinco acomodam um eixo de tensão máxima,  $\sigma$ 1, na direção WNW-ESE, eixo de tensão intermediária,  $\sigma$ 2, vertical, e eixo de tensão mínima,  $\sigma$ 3, na direção NNE-SSW (figura 28).



Figura 28 (A) Esteograma representando falhas oblíquas (círculos máximos) e estrias, de movimentação predominante transcorrente (pólos sobre os circulos máximos com setas indicando a cinemática); (B) Estereograma polar indicando flancos de dobra centimétrica, nãocilíndrica (circulo máximo tracejado), de eixo NNE-SSW (pólo isolado na parte superior do estereograma); (C) Estereograma polar indicando a direção de fraturas com preenchimento mineral.

Ainda no Vale do Rio Passa Cinco, na rodovia que liga Rio Claro a Ipeúna (coordenadas 7516940N, 222400E, zona 23K) foram encontradas uma série de falhas normais e inversas que seccionam siltitos da Formação Tatuí e terraços fluviais formados por cascalhos litificados de idade recente. Essas estruturas serão tratadas em um item subsequente por estarem relacionados a um diferente evento de deformação

Um outro perfil geológico realizado nas proximidades do Município de Paraisolândia, nas margens dos ribeirões do Paraíso e Fregadoli, também revela estruturas associados à deformação transcorrente. Ocorre uma série de falhas transcorrentes sinistrais de direção NNW-SSE a NW-SE e falhas transcorrentes destrais de direção NE-SW a E-W (figura 29).



Figura 29- Mapa com a representação das estruturas encontradas em perfil geológico realizado nos arredores de Paraisolândia.

Associadas a essas falhas ocorrem dobras centimétricas escalonadas e falhas inversas, normais e também de rejeito oblíquo. Quando comparadas a um binário transcorrente de Riedel (Riedel 1929) as falhas sinistrais corresponderiam às falhas R, sintéticas, e as destrais às R' antitéticas, em binário sinistral de orientação NNW-SSE. A ocorrência das falhas inversas e normais também é prevista em tal modelo.

As falhas que seccionam a parte central e borda oeste do Alto Estrutural de Pitanga, cartografadas por Andrade & Soares (1971) e também delineadas pelo mapa de contorno estrutural realizado no presente trabalho (figuras 14, 15 e 16), apresentam características semelhantes às de escala de afloramento da área de Paraisolândia. Ocorrem falhas de orientação NNW-SSE a NW-SE de caráter inicialmente sinistral, superimpostos por deslocamentos normais, e falhas destrais de direção ENE-WSW, transversais à estrutura. Essas falhas de escala regional, assim como as de Paraisolândia, também podem ser comparadas a um binário transcorrente sinistral de Riedel, de direção NNW-SSE. Portanto, as estruturas encontradas na região do Vale do Rio Passa Cinco, na região de Paraisolândia, e as falhas de escala regional, parecem ter sido geradas sob um mesmo campo de esforços, com  $\sigma$ 1 horizontal, na direção WNW-ESE,  $\sigma$ 2 na vertical, e  $\sigma$ 3, horizontal, na direção NNE-SSW

# 11.32-Reativação das estruturas da região de Paraisolândia

Um segundo evento, mais recente, também foi registrado no mesmo perfil geológico realizado nas vizinhanças de Paraisolândia, descrito no item anterior. Algumas falhas encontradas nesse perfil apresentam evidências de reativação, como duas gerações de estrias e padrão de interferência entre dobras escalonadas. Falhas de direção NW-SE, antes sinistrais, foram reativadas em caráter destral, e outras E-W, antes destrais foram reativadas em caráter sinistral (figura 30). A nova movimentação desse conjunto de falhas acomoda um campo de esforços com  $\sigma$ 1, horizontal, na direção NE-SW,  $\sigma$ 2 na vertical, e  $\sigma$ 3, horizontal, na direção NW-SE.





Quanto à idade dos eventos responsáveis pela deformação transcorrente descrita nos itens acima, o que pode ser inferido é que são posteriores ao magmatismo Serra Geral, portanto mais recentes que o Eocretáceo. Tal inferência pode ser feita porque algumas das falhas transcorrentes cortam rochas ígneas relacionas ao magmatismo Serra Geral, indicando que são posteriores e, além disso, não foi encontrada nenhuma falha desse evento preenchida por dique de diábásio.

# 11.4-Neotectônica

O último evento de deformação encontrado na região do Alto Estrutural de Pitanga foi registrado no Vale do Rio Passa Cinco, nas vizinhanças do município de Ipéuna, no mesmo afloramento (coordenadas 7516940N, 222400E, zona 23K) onde foram descritas estruturas transcorrentes no item 11.3.1. Nesse local ocorre uma série de falhas conjugadas que, além de deformar siltitos paleozóicos da formação Tatuí, também seccionam depósitos de cascalhos litificados pertencentes a um terraço fluvial (figura 31). Pela sua posição estratigráfica, sobrejacente a depósitos da Formação Rio Claro, situação geomorfológica em fundo de vale e distribuição espacial restrita, o

terraço fluvial parece ser de idade Quaternária. Riccomini (1995) interpretou essas ocorrências como indícios de neotectônica. Ocorrem falhas de alto ângulo de direção NE-SW, com mergulhos para NW e para SE, configurando conjugados de falhas. Foram observadas falhas normais, com rejeitos centimétricos e estrias levemente oblíquas, variando poucos graus em relação ao rumo de mergulho (figura 32-A). Também foram caracterizadas falhas de rejeito inverso, paralelas às falhas normais (figura 31, 32C). Por essas estruturas apresentarem um alto ângulo de mergulho e se distribuírem paralelamente e próximas, interpretou-se que são reativações em caráter inverso de falhas normais.

O campo de esforços que deu origem as falhas normais deve possuir  $\sigma 1$  na vertical,  $\sigma 2$  horizontal de direção NE-SW, e  $\sigma 3$  horizontal de direção NW-SE (figura 32 B). Já o campo de esforços responsável pela sua reativação, em caráter inverso, possui  $\sigma 1$  horizontal de direção NW-SE,  $\sigma 2$  horizontal de direção NE-SW, e  $\sigma 3$  vertical (figura 32 D). Nota-se que o eixo  $\sigma 2$  permanece o mesmo nos dois eventos, sendo que  $\sigma 1$  troca de posição com  $\sigma 3$  no evento posterior, dando origem ao rejeito inverso.



Figura 31- Falha inversa seccionando siltitos da FormaçãoTatuí (parte inferior da fotografia) e depósitos de cascalho de terraços fluvias de idade recente (parte superior).



Figura 32- Falhas inversas conjugadas em siltito da Formação Tatuí. O pontilhado branco ressalta uma fina camada arenosa, destacando o rejeito da falha.



Figura 33- (A) Estereograma indicando a posição das falhas normais (círculos máximos) e estrias (pólos sobre circulos máximos); (B) Diagrama de rosetas com a orientação do esforço horizontal máximo ( $\sigma$ 2); (C) Estereograma indicando a posição das falhas inversas (círculos máximos) e estrias (pólos sobre circulos máximos); (D) Diagrama de rosetas com a orientação do esforço horizontal máximo ( $\sigma$ 1).

Em afloramento na margem leste da rodovia Rio Claro-Ipeúna (coordenadas 7516732N, 222060E, zona 23K), foi feita uma tomada sistemática das atitudes de um conjunto de juntas de distensão que seccionam um banco dolomítico da Formação Assistência. No total foram obtidas 109 medidas em uma área quadrada de 5x5 metros, levando em conta a frequência relativa de cada *set* de juntas paralelas. A análise do

sistema mostrou que ocorrem três *sets* de juntas de distensão (Dunne & Hancock 1994), dois ortogonais e um oblíquo. O *set* de direção NW-SE é o mais pronunciado, apresentou frequência relativa de 11,2 juntas por metro linear (medido ortogonalmente à direção das juntas). O ortogonal a este, de direção NE-SW, é mais descontínuo e frequentemente interrompido pelo *set* principal, e têm frequência relativa de 2,6 juntas/m. Já o *set* obliquo, E-W, é o mais espaçado, com frequência de 1,2 juntas/m, e parece ser mais antigo em relação aos demais já que é sistematicamente truncado e deslocado (deslocamento destral). Esse sistema é confinado ao dolomito e não se propaga para os folhelhos e silexitos situados logo abaixo no afloramento. Os dados são apresentados em estereograma polar na figura 34.



Figura 34- Pólos dos planos de sistema de juntas de distensão que seccionam dolomitos da Formação Assistência (109 dados).

O set de juntas obliquas indica um eixo de tensão principal máximo,  $\sigma 1$ , aproximadamente E-W,  $\sigma 2$  vertical, e um eixo de tensão principal mínimo,  $\sigma 3$ , aproximadamente N-S, perpendicular à direção das juntas. Os sets ortogonais foram interpretados como contemporâneos, portanto indicam  $\sigma 1$  vertical, paralelo à intersecção das juntas ortogonais,  $\sigma 2$  e  $\sigma 3$  se alternam nas direções NW e NE, paralelos à orientação das juntas (Caputo 1995). Esse sistema possivelmente está relacionado à atividade neotectônica que gerou as falhas normais do Vale do Rio Passa Cinco, pois os campos de tensões são compatíveis e as ocorrências são geograficamente muito próximas.

# 12-Evolução tectônica

Para tornar mais clara a história de deformação e a evolução do campo de esforços da região do Alto Estrutural de Pitanga são sintetizadas na tabela abaixo (figura 35) os seis eventos descritos nesse trabalho, juntamente com as principais estruturas, as idades, e a direção do esforço horizontal máximo para cada evento.

Evento	Idade	Estruturas	SHmáx
1	Permotriássico	Diques clásticos na Formação Corumbataí e falhas transcorrentes sin-sedimentares na Formação Pirambóia	NE-SW
2	Eocretáceo	Diques de diabásio correlatos à Formação Serra Geral	NW-SE
3	Pós- Eocretáceo	Falhas transcorrentes destrais e sinistrais, estruturas em flor e dobras escalonadas encontradas no Vale do Rio Passa Cinco e arredores do Município de Paraisolândia	WNW- ESE
4		Reativação de Falhas transcorrentes destrais e sinistrais	NE-SW
5	Neotectônica	Falhas normais encontradas no Vale do Rio Passa Cinco	NE-SW
6		Reativação com caráter inverso de falhas normais encontradas no Vale do Rio Passa Cinco	NW-SE

Tabela 35- Síntese dos eventos deformacionais encontrados na região Alto Estrutural de Pitanga. São apresentados a provável idade de cada evento, as estruturas geológicas relacionadas e esforço horizontal máximo. O esforço horizontal máximo corresponde ao eixo de tensão principal  $\sigma$ 1 nos regimes tectônicos compressivos e transcorrentes, e o eixo de tensão principal  $\sigma$ 2 para o regime tectônico distensivo.

#### 13-A origem do Alto Estrutural de Pitanga

Diversas hipóteses foram sugeridas para explicar a origem do Alto Estrutural de Pitanga. As idéias mais antigas tentaram relacionar a estrutura a dobramentos causados pela intrusão de rochas (gneas (Washburne 1930, Almeida & Barbosa 1953). Essa hipótese é a mais intuitiva, já que na região ocorrem diversas soleiras e diques de diábasio. Oppenhein & Malanphy (1936) chegaram a cogitar a existência de *horsts* e *grabens* associados às intrusões. Posteriormente, Barbosa & Gomes (1958) desvinculam a geração do Anticlinal de Pitanga do magmatismo, e afirmaram que a estrutura seria uma dobra anticlinal gerada por movimentos epirogenéticos que causaram o arqueamento da bacia. Esses autores estão entre os primeiros a associar essa feição à deformação da bacia em uma maior escala. Soares (1974) sugere que a estutura foi gerada por esforços compressivos associados à própia subsidência da bacia, e cria um modelo que envolve movimentação de falhas inversas no embasamento que causaria deformação na cobertura sedimentar. Souza Filho (1983) também sugere que o alto foi formado por movimentações no embasamento.

Riccomini (1995) propõe uma nova hipótese para a gênese do Alto Estrutural de Pitanga. Com a observação em afloramentos da ocorrência de falhas de componente lateral e estruturas relacionadas, o autor criou um modelo em que associa essa anticlinal e outros altos estruturais da região à tectônica transcorrente. Nesse modelo a braquianticlinal teria sido gerada durante a reativação, em caráter transcorrente, de lineamentos estruturais da Bacia do Paraná. O alto teria se formado em um regime tectônico de esforço horizontal máximo na direção WNW-ESE e esforço horizontal mínimo de direção NNE-SSW. A compressão exercida por esse campo de esforços teria provocado a reativação dos lineamentos estruturais e soerguimento de vários anticlinais de eixo aproximadamente N-S, escalonados em relação às falhas trancorrentes (figura 36-A, B).

O Alto Estrutural de Pitanga esta situado próximo ao cruzamento entre os lineamentos do Rio Moji Guaçu, orientado na direção NW-SE, e do Rio Tiête, de direção NNW-SSE. Essas estruturas teriam sido reativadas com movimentação destral e sinistral, respectivamente, devido a sua orientação prévia em relação ao esforço horizontal máximo desse evento (figura 36 A).



Figura 36- Representação do modelo de geração do Alto Estrutural de Pitanga. (A) 1-Embasamento pré-cambriano; 2-Rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná; 3-Rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e soleiras de diabásio; 4- Rochas cenozóicas da Bacia Bauru (grupos Caiuá e Bauru indivisos); 5- lineamentos estruturais, 5A- lineamento do Rio Mogi-Guaçu, 5B- Lineamento do Rio Tiête; 6 Altos estruturais; 7 Alto Estrutural de Pitanga. Notar no canto superior direito um modelo com a possível movimentação dos lineamentos estruturais segundo um binário transcorrente de Riedel, com indicação das falhas sintéticas (R) e antitéticas (R'). (B) Em detalhe, arcabouço estrutural e posição do eixo da Braquianticlinal de Pitanga, escalonado em relação a um binário transcorrente sinistral de direção NW-SE, coincidente com o lineamento do Rio Tiête, como no modelo de Riccomini (1995). Figuras adaptas a partir de Riccomini (1995).

No presente trabalho foram reconhecidos vários campos de esforços tectônicos de diferentes características e orientações. Os estilos estruturais, campo de esforços e idades caracterizados para cada conjunto de estruturas deixam claro que as rochas da região passaram por alguns eventos de deformação. Os resultados obtidos indicam que as estruturas transcorrentes encontradas nas vizinhas do município de Ipeúna, na região do Vale do Rio Passa Cinco, e nos arredores do município de Paraisolândia foram formadas em um campo de tensões com esforço horizontal máximo na direção WNW-ESE. Essa orientação é perfeitamente compatível com a geração de dobras com linha de charneira na direção NNE-SSW, situação que é encontrada desde pequena escala, nas

dobras escalonadas em afloramentos, até na estruturação geral da braquianticlinal. Assim, a relação espacial entre o Anticlinal de Pitanga e falhas transcorrentes leva a crer que ambas as estruturas foram originados sob o mesmo campo de esforços, indicando que a tectônica transcorrente posterior ao Eocretáceo deu origem à feição. Tais resultados corroboram o modelo de Riccomini (1995).

Nessa concepção, o registro de tectônica sin-sedimentar encontrada nas formações Corumbataí e Pirambóia, datada do Eopermiano ao Triássico, é anterior à estruturação do Alto Estrutural de Pitanga. Também é possível afirmar que sua origem não estaria relacionada à tectônica distensiva e ao magmatismo Serra Geral, do Eocretacéo. Quanto às falhas normais e inversas, encontradas na região do Vale do Rio Passa Cinco, fica claro que são posteriores, pois além do estilo estrutural e orientação dos campos de tensões às quais essas falhas estariam associadas não serem compatíveis ao da braquianticlinal, as relações de truncamento com terraços fluviais indicam que são de idade bem recente, caracterizando atividade neotectônica na região.

#### 14-O Alto Estrutural de Pitanga e o Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia

As sinéclises intracratônicas, em especial a Bacia do Paraná, despertaram o interesse dos geólogos exploracionistas desde o inicio da exploração petrolífera no Brasil. O motivo de tal atração deve-se às grandes dimensões dessas bacias que correspondem à maior parte das áreas sedimentares do país, e ao sucesso na descoberta de grandes campos em bacias intracratônicas em outros países. Em um primeiro momento permeava na exploração o otimismo de grandes descobertas, mas posteriormente as sinéclises foram deixadas de lado devido aos insucessos exploratórios e descobertas em outros tipos de bacias que captaram toda a atenção (Mendonça *et al.* 2003).

Na Bacia do Paraná já é provada a existência de alguns sistemas petrolíferos ativos, entre eles o sistema Irati-Pirambóia, no qual as rochas geradoras são os folhelhos negros da Formação Irati e o reservatório são arenitos eólicos e fluviais da Formação Pirambóia. Os folhelhos da Formação Irati são excepcionalmente ricos em algumas localidades, com teores de carbono orgânico total (COT) atingindo picos até 24% (fonte: Agência Nacional do Petróleo). As possíves rochas capeadoras são as fácies fluvias e de interdunas eólicas da Formação Pirambóia, e as rochas vulcânicas do Magmatismo Serra Geral (Araújo *et al.* 2005).

Uma das possíveis dificuldades na descoberta de jazidas formadas a partir desse sistema petrolífero é que as áreas mais profundas da bacia, onde as rochas geradoras podem estar maturas, são recobertas por quilômetros de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Essa barreira gera dificuldades técnicas na exploração, principalmente na qualidade do imageamento sísmico. Porém, em regiões na margem da bacia onde não há uma cobertura significativa de rochas vulcânicas, são encontradas provas de que esse sistema foi ativo e gerou hidrocarbonetos, como por exemplo os arenitos asfálticos da região de Anhembi, SP. A explicação mais aceita para a maturação dos folhelhos Irati na margem da bacia é o efeito térmico provocado por diques e soleiras do magmatismo Serra Geral, intrusivos na Formação Irati ou nas suas proximidades (Araújo *et al.* 2005). No Alto Estrutural de Pitanga ocorrem alguns indícios de geração de hidrocarbonetos, como betume encontrado em fraturas e *vugs* em dolomitos do Membro Assistência.

Nesse cenário, o Anticlinal de Pitanga hipoteticamente poderia constituir uma excelente armadilha para esse sistema petrolífero, já que constitui uns dos tipos mais tradicionais de armadilha estrutural, pois é uma anticlinal com dimensões adequadas ao aprisionamento de petróleo. Porém, de acordo com os resultados obtidos nesse trabalho, o Alto Estrutural de Pitanga foi gerado posteriormente ao magmatismo Serra Geral, já que as estruturas relacionadas à sua gênese interceptam as rochas vulcânicas. Portanto, a maturação dos Folhelhos Irati e consequente geração de petróleo seria anteior a estruturação do Anticlinal de Pitanga. Essa falta de sincronia inviabilizaria o aprisionamento de hidrocarbonetos nessa estrutura (figura 37).

Paleozóico	25	50 Ma	Mesozo	óico	65	5 Ma Cenoz	óico	Tempo geológico
C	Р	тр	I		K		NI	Cronologia dos elementos
C	P		J		N	PE		do sistema petrolífero
								1-Rocha geradora
								2-Reservatório
				3-Selos				
								4- Soterramento
								5- Geração/migração
						6	?	6- Armadilha

Figura 37. Quadro com a cronologia dos elementos do sistema petrolífero Irati-Pirambóia. 1-Folhelhos negros do Membro Assistência da Formação Irati; 2- arenitos fluviais e eólicos da Formação Pirambóia; 3- fácies fluvias e de interdunas eólicas da formação Pirambóia, e rochas vulcânicas do magmatismo Serra Geral; 4- soterramento neopermiano ao eotriássico, neotriássico ao eocretáceo e neocretáceo; 5- Efeito termal de rochas ígneas intrusivas do magmatismo Serra Geral; 6-Formação da Braquianticlinal de Pitanga, posterior ao magmatismo Serra geral. As informações sobre as idade dos elementos do sistema petrolífero Irati-Pirambóia foram extraídas de Araújo *et al.* (2005).

# 15-Conclusões

O mapa de contorno estrutural desenvolvido nesse trabalho permitiu verificar que o Alto Estrutural de Pitanga é uma suave braquianticlinal com linha de charneira orientada na direção NNE-SSW. Essa braquianticlinal é seccionada por uma série de falhas. Entre elas destaca-se uma zona de cisalhamento principal de direção NW-SE que intercepta a parte central da estrutura, compartimentando-a em dois grandes blocos com fechamentos de cerca de 60 m de altura do ponto mais baixo a cúpula, deslocados entre por um rejeito relativo de cerca de 80 m. As falhas também delimitam um mosaico de blocos menores que se distribuem ao longo da zona de cisalhamento principal e também ao longo do flanco oeste do anticlinal.

Os afloramentos da região registram seis eventos de deformação com diferentes estilos estruturais. Foram encontradas evidências de tectônica sin-sedimentar do Neopermiano e Triássico, tectônica distensiva do Eocretáceo, tectônica transcorrente, distensiva e compressiva pós-Eocretáceo, incluindo indicações de atividade neotectônica.

O tectonismo gerador do Alto Estrutural de Pitanga é registrado pelas falhas transcorrentes e feições correlatas observadas nos arredores de Ipeúna, Paraisolândia e nos mapas geológicos regionais. A relação espacial entre a braquianticlinal e as falhas transcorrentes leva a crer que ambas foram originadas sob o mesmo campo de esforços, por uma compressão WNW-ESE. Essa compressão teria causado a reativação de lineamentos estruturais da Bacia do Paraná com caráter transcorrente.

As estruturas associadas à sismitos encontradas na Formação Corumbataí (Neopermiano), Formação Pirambóia (Eoriássico) e os diques de diábasio do relacionados ao magmatismo Serra Geral (Eocretáceo) são anteriores a gênese do Alto Estrutural de Pitanga e, dessa maneira, não estão realcionadas a sua origem. As falhas normais e inversas (pós-cretáceas) encontradas na região de Ipeúna (Vale do Rio Passa Cinco) são posteriores à sua geração, e, portanto relacionadas ao tectonismo deformador da estrutura. Por interceptarem um terraço fluvial recente, falhas normais e inversas de direção NE-SW são evidência de atividade neotectônica nessa região.

Considerando-se as relações de corte das falhas relacionadas à origem do Alto Estrutural de Pitanga, que seccionam diques e soleiras de diabásio, é possível estimar que a braquianticlinal é mais jovem do que o magmatismo Serra Geral, e portanto mais recente do que o Eocretáceo. Essa interpretação exclui a possibilidade dessa estrutura em algum tempo ter servido de armadilha para o sistema petrolífero Irati-Pirambóia, já que a ativação desse sistema petrolífero é atribuída ao efeito termal provocado por diques e soleiras de diabásio. Assim, haveria uma de falta de sincronia no sistema, ou seja, a geração e migração de petróleo seriam anteriores à formação da armadilha.

# 16-Referências

Almeida F.F.M. & Barbosa O. 1953. *Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro*. São Paulo. DNPM /DGM, Boletim 143, 96 p.

Almeida F.F.M. 1964. *Fundamentos geológicos do relevo paulista*. São Paulo. Instituto. Geográfico e Geológico, Boletim, 41, p.: 169-263.

Almeida F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira 1969. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, anais, p.: 29-46.

Almeida F.F M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-America. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**: 139-158.

Andrade S.M. & Soares P.C. 1971. *Geologia de semi-detalhe do centro-leste do Estado de São Paulo*. Ponta Grossa, PETROBRAS/ DESUL, Relatório interno, 407 p.

Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In:* Hancock, P.L.(Ed.) *Continetal deformation*. Oxford, Pergamom Press, p.: 53-100.

Araújo C.C., Yamamoto J.K., Rostirolla S.P. 2005. Arenitos asfálticos da Bacia do Paraná: estudos das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. In: Petobras, Boletim de Geociêcias da Petrobras, 14: 47-70.

Assine M. L. & Soares P. C. 1995. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. *In:* SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, *Boletim*, p. 65.

Assine M.L., Zacharias A.A., Perinotto J.A.J. 2003. Paleocorrentes, paleogeografia e seqüências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 33-40.

Barbosa O. & Gomes F.A. 1958. *Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 171, 40 p.

Batista M.J., Morales N., Sousa M.O.L. 2002. Caracterizção estrutural do sistema *Horst-Graben* de Jibóia, Região Central do Estado de São Paulo. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, p. 618.

Brunet M.F & Le Pichon. 1982. Subsidence of the Paris basin. *Journal of Geophysical Research*, **87:** 8547-8560.

Caputo M.V. & Silva O.B. 1990. Tectônica e sedimentação na bacia do Solimões. *In:* Gabaglia G.P. & Milani E.J. (Eds.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, 415 pp.

Caputo R. 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, **7:** 479-490.

Chamani M.A.C., Martin M.A.B., Riccomini C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no Permo-Triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Boletim*, p.: 508-510.

Davis G.H. & Reynolds S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Jonh Wiley & Sons, USA, 760 pp.

Dunne W. M., Hancock P. L. 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *In:* Hancock, P. L. (ed.) *Continental Deformation*. Pergamon Press. p.: 101-120.

Einsele G. 2000. Sedimentary Basins Evolution, facies, and sediment budget. Springer, 781 pp.

Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzaga F.G., Daniel L.M.F., Matsuda N.S., Feijó, F.J. 1994. *Bacia do Solimões. In:* Petrobras, Boletim de Geociências da Petrobras, **8**: 17-45.

Góes A.M.O & Feijó F.J. 1994. *Bacia do Parnaíba In:* Petrobras, Boletim de Geociências da Petrobras, **8:** 57-67.

Gurnis M. 2001. Sculpting the earth from inside out. *Scientific of America*, **284:** 40-48.

Hachiro J. 1991. Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 175 p. Hachiro J., Coimbra A. M., Matos S. L. F. 1993. O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. *In:* SBG, Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, *Resumos*, p.: 62-63.

Hachiro J., Coutinho M.V., Riccomini C., Coimbra A.M., Fernades L.A. 1994. O Astroblema de Piratiniga (São Paulo, Brasil). *In:* SBG, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, *Boletim*, p.: 93-96.

Harding T. P. 1985. Seismic characteristics and indentification of negative flowers structures, positive flowers structures, and positive structural inversion. *AAPG Bulletin*, **69:** 582-600.

Harding T. P., Vierbuchen R.C., Christie-Blick N. 1985. Structural styles, platetectonics settings, and hydrocarbons traps of divergent (transtensional) wrench faults. *In:* Biddle , K.T., Christie-Blick, N (eds.) *Strike slip deformation, Basin formation and Sedimentation.* SEPM, Special publication 37, p.: 51-77.

Heine C., Müller R.D, Steinberger B., Trond H. Torsvik. 2008. Subidence in intracontinetal basin due to dynamic topography. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **171**: 252-264.

Karner G. D. 1986. Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, **5**: 573-588.

Klein G. D. 1991. Origin and evolution of North American Basins. *South African Journal of Geology*, **94:** 3-18.

Klein G. D. 1995. Intracratonic Basins. *In*: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, p.: 459-478.

Leighton M. W. & Kolata D. R. 1990. *Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics – a synthesis. In:* Leighton M. W. & Kolata D. R; Oltz J.; Eidel J (eds.) Interior cratonic basins, AAPG Memoir **51:** 729-797.

Ligthgow-Bertelloni C., Gurnis M. 1997. Cenozoic subsidence and uplift of continents from time varying dynamic topography. *Geology*, **25**: 735-738.

Marshak S., Nelson W.J., Mackbride J.H. 2003. Phanerozoic strike slip faulting in the continental interior plataform of the United States: examples of Laramide Orogen, Midcontinet, and Ancestral Rocky Mountais. *In:* Storti F., Holdsworth R.E., Slavini F. (Eds.) *Intraplate Strike slip Deformation Belts*. Geological Society of London Special publication 120, p.: 171-196.

Mello M.R., Mohriak W.U., koutsoukos E. A.M., Bacoccoli G. 1994. *Selected petroleum systems in Brazil. In:* Magoon L.B. & Dow W.G (eds.) The petroleum system-from source to trap, AAPG, Memoir **60:** 499-512.

Melo M. S. 1995. Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 144 p.

Mendonça P..M..M., Spadini A.R., Milani E.J. 2003. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso. *In:* Petrobras, Boletim de Geociências da Petrobras, **12**: 9-58.

Mezzalira S. 1971. Contribuição ao conhecimento da geologia de subsuperfície e da paleontologia da Formação Irati. *In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, suplemento*, **43:** 273-336.

Mikhilov A.Y. 1987. *Structural Geology and Geological Mapping*. Mir Publishers, Moscow, 535 pp.

Milani E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.

Milani E. J., & Ramos V. A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 473-484.

Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. *In:* Mantenesso-Net, V, Bartorelli A., Carneiro C.D.R, Neves B.B.B (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernado Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p.: 265-279.

Nelson W.J. 1991. *Structural styles of Illinois Basin. In:* Leighton M.W., Koalata D.R., Oltz D.F., Eidel J.J (eds.) Interior Cratonic Basins, AAPG, Memoir **51**: 209-243.

Oppenheim V. & Malamphy M.C. 1936. *Notas sobre a tectônica da área de São Pedro-Xarqueada*. Rio de Janeiro, Serviço de Fomento a Produção. Mineral e Agrícola. Avulso 7, 12 p.

Perrodon A., Zabek. J. 1990. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. *In:* Leighton, M.W., Kolata D.R, Oltz J., Eidel J. (eds.) Interior cratonic basins. AAPG Memoir **51:** 633-679.

Pysklywec R.N., Quintas M.C.L., 2000. A mantle flow mechanism for the late paleozoic subsidence of the Parana' Basin. *Journal of. Geophysical Research*, **105**: 16359–16370.

Quintas M.C.L., Mantovani M.S.M, Zalán P.V. 1997. *Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. In:* Petrobras, Boletim de Geociênias da Petrobras, **11**: 48-73.

Milani E. J., Zalán P. V. 1998. The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. *In:* AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, Short Course notes.

Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefection features in the Corumbataí Formatiom (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**: 210.

Riccomini C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pósgondvânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100 p. Riccomini C., Sant'Anna L. G., Coimbra A. M. 1997. Sílica microcristalina (Trípoli) em rochas sedimentares permianas do flanco leste da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **27:** 395-402.

Riedel W. 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paleotologie. 1929B, p.: 354-368.

Rocha Campos A. C. & Santos P. R. 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. *In:* Hambrey M.J., Harland W.B (eds.) *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge, Cambridge University Press, p.: 842-852.

Roldan L. F. 2007. Tectônica rúptil meso-cenozóica na região do Domo de Lages SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 106 p.

Rostirrolla S.P, Assine M.L, Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O exemplo do Domo de Guatinguá. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 1-15.

Rostirolla S.P., Mancini F., Rigoti A., Kraft R.P. 2003. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 287–300.

Sanford B. V. 1987. *Paleozoic geology of Hudson Plataform. In:* Beaumont C & Tankard A,J (eds.) Sedimentary basins and basin-forming mechanisms. Canadian Society of Petroleum. Geologistis, Memoir **12:** 483-506.

Schneider R. L., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R. A.; Daemon R. F.; Nogueira A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais*, p.: 41-65.

Sloss 1963. Sequences in the cratonic interior os North America. *Geological. Society America Bulletin*, **74**: 93-114.

Sloss 1976. Areas and volumes of cratonic sediments, western North America and eastern Europe. *Geoloy*, **4:** 272-276.

Soares P. C. 1972. O limite pós glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **44:** 333-341.

Soares P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais*, p.: 107-121.

Soares P.C., Landim P.M.B, Fulfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**: 181-191.

Souza Filho E.E. 1983. Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga. *In*: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, *Atas*, p.: 191-196.

Souza M.O.L. 1997. Caracterização estrutural do Domo de Pitanga. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 121 p.

Souza M.O.L. 2002. Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, Centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 206 p.

Stevaux J. C., Souza Filho E. E., Fulfaro V. J. 1986. Trato deposicional da Formação Tatuí (P) na areá aflorante do NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, p.: 219-22.

Suppe J. 1985. *Principles of Structural Geology*, Printice-Hall, Englewood, New Jersey 521 pp.

Turra B.B. 2009. Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana ocidental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 96 p.

Vail P.R, Mitchum Jr R.M., Thompson III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration, AAPG Memoir, **26**: 83-97.

Vyssotsky A. V, Vyssotsky V. N, Nezhdanov A. A. 2006. Evolution of the West Siberiam Basin. *Marine and petroleum geology*, **23**: 93-126.

Washburne C.W. 1930. *Petroleum geology in the State of São Paulo, Brazil*. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, Boletim 22, 282 p.

Zalán P.V. A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: uma revisão. 1986. *Revista Brasileira de Geociências*, **16:** 245-257.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J. C. J. Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi. V. T. Zanotto O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In:* SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Atas, p.: 441-477.

Ziegler P.A. 1987. Late cretaceous and cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine fore land-a geoynamic model. *Tectonophysics*, **137**: 389-420.

Ziegler P.A., Cloetingh S., Van Wees J.D. 1995. Dynamics of Intra-plate Compressional Deformation: The Alpine Foreland and others examples. *Tectonophysics*, **252**: 7-59.

Ziegler P.A., Cloetingh S., Van Wees J.D. 1998. Mechanical controls on collisionrelated compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, **300**: 103-129.